



بررسی روند تغییرات زمانی - مکانی بارش پاییزه شمال غرب کشور

علی پناهی^{۱*}، سیدمحمد حسینی^۲، فرحناز خرم آبادی^۳، فرشته قوی بنیاد^۴

^۱استادیار گروه جغرافیا، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران

^۲استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه سید جمال‌الدین اسدآبادی، همدان، ایران

^۳دانش‌آموخته کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی شهری، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۴دانش‌آموخته کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۹/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۰۶

چکیده

بارش مهم‌ترین متغیر آب‌شناختی است که پیوند میان جو و فرآیندهای سطحی را برقرار می‌سازد. سه‌چهارم گرمای جو حاصل آزادسازی گرمای نهان تبخیر است. لذا پهنه‌بندی اقلیمی بارش فصل پاییز جهت دستیابی به توسعه همه‌جانبه در ابعاد مختلف مکانی-زمانی ضروری می‌باشد. برای این منظور از داده‌های روزانه فصل پاییز در ۲۱ ایستگاه سینوپتیک منطقه مورد مطالعه با دوره آماری مشترک ۳۲ (۱۹۸۹-۲۰۱۸) مورد واکاوی قرار داده است. بعدازآن که داده‌های مفقودی به روش جرم مضاعف توسط نرم‌افزار (SPSS) بازسازی و تکمیل گردید، این داده‌ها وارد محیط (EXCEL) شده و ماتریسی به‌صورت آرایه‌ای به حالت R با ابعاد ۲۱×۳۴۹۱ تهیه شد. در این تحقیق برای اطلاع از وضعیت نرمال بودن داده‌ها از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف و روند تغییرات آن‌ها از آزمون من-کندال با نرم‌افزار (MINITAB) استفاده شده است. پس از هنجار سازی، یک تحلیل عاملی با چرخش متعامد واریماکس بر روی آرایه بهنجار شده، اعمال گردید و مشخص شد در مجموع بیش از ۶۸/۱۶ درصد پراش داده‌ها توسط اقلیم بارش پاییزه منطقه توجیه می‌شود؛ که از میان عوامل، عامل اول ۶۱ درصد و عامل دوم ۷ درصد مهم‌ترین مقادیر پراش داده‌ها را بیان می‌کند. با انجام تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی و با روش ادغام وارد بر روی ماتریس نمرات عامل‌ها، دو ناحیه اصلی و خرده ناحیه بارشی شناسایی شدند. این نواحی عبارت‌اند از: نواحی پربارشی و نواحی بارشی متوسط؛ بنابراین می‌توان گفت سهم بارش پاییزه حاصل از سامانه‌های محلی (بارش همرفتی، کوهستانی، جبهه‌های محلی و...) و عوامل مکانی (عرض جغرافیایی، موقعیت نسبی ایستگاه‌ها و...) در بخش جنوب غربی بیشتر است؛ و بخش‌های جنوب غربی به‌خصوص ایستگاه پیرانشهر بیشینه‌ی بارش افزون‌تر از سامانه‌های همدید را دریافت می‌کند. همچنین زمان وقوع بیشینه بارش فصل پاییز در نواحی بارشی متوسط شمال غرب حاصل از سامانه‌های همدید و عوامل مکانی در ماه نوامبر در نیمه جنوب غربی رخ می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: آزمون کلموگروف اسمیرنوف، تحلیل عاملی، خوشه‌بندی سلسله مراتبی، شمال غرب ایران

مقدمه

در دهه‌های اخیر با توجه به تغییر اقلیم که در اثر فعالیت‌های غیرمتعارف انسانی به وجود آمده، پدیده‌های فرین سیر صعودی داشته‌اند که یکی از مهم‌ترین آن‌ها بارش است. برخی مطالعات نشان می‌دهد که در طی نیم‌قرن گذشته الگوهای آب و هوایی با وقایع بارندگی بیشتر و شدیدتر و با تغییرات

در زمان‌بندی و موقعیت بارش، متغیرتر شده است (ژانگ^۲ و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۹).

بارش مهم‌ترین متغیر آب‌شناختی است که پیوند میان جو و فرآیندهای سطحی را برقرار می‌سازد. سه‌چهارم گرمای جو حاصل آزادسازی گرمای نهان تبخیر است. از این گذشته، پراکنش ابر و بخار آب در ترازمندی تابش نقش دارد. ناهنجاری مثبت و منفی

و همکاران، ۱۳۷۸:۵۷). گذر پیاپی جبهه‌های سرد و گرم از روی منطقه مورد مطالعه می‌توان موجب تشکیل ابرهای کومولوس و بنابراین بارش‌های رگباری گردد (حجازی‌زاده، ۱۳۷۹:۱۰).

دومین عامل مؤثر در اقلیم منطقه همانا شرایط توپوگرافی محلی است که به‌عنوان عامل کنترل‌کننده شرایط آب‌وهوایی منطقه محسوب می‌گردد. میزان ارتفاع زمین از سطح دریا، جهت ناهمواری، دوری و نزدیکی به منابع آبی، نوع پوشش گیاهی و حتی توسعه فیزیکی شهرها را می‌توان جزو عوامل مؤثر در اقلیم منطقه دانست (رسولی، ۱۳۷۴:۱۲۵). در مطالعه‌ای دیگر لیم زاکول و سینگ راک^۱، (۲۰۱۶) به بررسی روندهای بلندمدت و تغییرپذیری بارش‌های فرین در تایلند پرداختند و به این نتیجه رسیدند که در بیشتر مناطق تایلند تعداد بارش کمتر بوده، ولی شدت آن‌ها بیشتر شده است. علاوه بر این شاخص اندازه‌گیری میزان حوادث فرین‌های بارش نشان می‌دهد گرایش به سمت شرایط مرطوب‌تر با بارش سنگین کمک بیشتری به کسری بارش سالانه می‌کند. یکی از نتایج این تغییرات افزایش فراوانی و شدت سیل است که به‌تازگی در بیشتر مناطق تایلند مشهود است؛ و همچنین می‌توان به مطالعات و تلاش‌هایی که دارند و دانشور^۲ (۲۰۱۴)، نانجی^۳ و همکاران (۲۰۱۶)، ماشیوال^۴ و همکاران ۲۰۱۷، ولین و همکاران^۵ (۲۰۱۷). در زمینه طبقه‌بندی مکانی به روش‌های چند متغیره آماری در مناطق مختلف جهان انجام داده‌اند، اشاره نمود. مطالعات مختلفی در این زمینه‌ها صورت گرفته که در ادامه به بخشی از مهمترین آن‌ها اشاره می‌گردد.

نام و همکاران (۲۰۱۵) آنالیز فراوانی منطقه‌ای حداکثر بارش سالانه را با استفاده از داده‌های ۶۷ ایستگاه هواشناسی در کشور کره جنوبی انجام دادند. ایشان با استفاده از روش پروکراستس (Pa) از کل ۴۲

بارش سبب بروز سیل و خشک‌سالی می‌شود (نصرآبادی، ۱۳۹۳: ۶۸). شناخت ویژگی‌های این عنصر سرکش جوی، اهمیت بسزایی برای بسیاری از طرح‌های عمرانی، برنامه‌ریزی‌ها و فعالیت‌های کشاورزی دارد (دارند، ۱۳۹۷: ۲۴۸). بنابراین هرگونه تغییر معنی‌دار آماری در این عنصر می‌تواند تأثیرات منفی اجتناب‌ناپذیری بر روی منابع طبیعی به‌ویژه ذخایر آب قابل استحصال تحمیل نماید. در سال‌های اخیر، به علت افزایش سریع جمعیت، توسعه بی‌رویه شهرها، ایجاد شهرک‌های اقماری، توسعه صنایع محلی و افزایش زیر کشت زراعی نیاز به منابع آبی بسیار حیاتی گشته است.

تفاوت‌های مکانی بارش در ایران بسیار زیاد است. این تفاوت‌ها از یک‌سو به طبیعت رفتار مکانی بارش بازمی‌گردد که اساساً متغیری سرکش است و تغییرات مکانی شدیدی از خود نشان می‌دهد. از سوی دیگر تنوع منشأ بارش در نقاط مختلف ایران سبب شده است تا در هر منطقه ریزش‌های جوی و زمان بارش متفاوت باشد. به‌ویژه در سال‌هایی که کشور از بارش کمتری برخوردار است این تفاوت مکانی شدیدتر می‌شود. همچنین در سال‌های پر بارش تفاوت مکانی بارش کاهش می‌یابد (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۰: ۳۸). از این‌رو منطقه شمال غرب به دلیل دارا بودن کوهستان‌ها، ناحیه مناسبی برای تشدید و گسترش بارندگی و گاهی جاری شدن سیل می‌باشد. به‌طور کلی، آب‌وهوای منطقه شمال غرب ایران متأثر از دو فاکتور اصلی شرایط سینوپتیک و عوارض توپوگرافی محلی است. اولین و مهم‌ترین عامل اثرگذار روی شرایط آب و هوایی منطقه، فرارسیدن سامانه‌های جوی (توده‌های هوا) است که در مقیاس سینوپتیک حاکمیت داشته و نقش اصلی در تبیین آب‌وهوای منطقه در درازمدت را به عهده‌دارند (جهانبخش اصل، ذوالفقاری، ۲۶۱: ۱۳۸۱). ازجمله این پدیده‌ها تشکیل جبهه سرد در منطقه است که از برخورد هوای سرد مهاجم با هوای گرم و نسبتاً معتدل منطقه به‌ویژه در فصل‌های پاییز و زمستان به وجود می‌آید و در نتیجه بارش‌های شدیدی را موجب می‌شود (جهانبخش اصل

1. Limsakul and Singhruck,
2. Darand and Daneshvar
3. Nnaji et al.
4. Machiwal et al
5. Lin et al
6. Nam

بارش‌های فرین در تایلند پرداختند و به این نتیجه رسیدند که در بیشتر مناطق تایلند تعداد بارش کمتر بوده، ولی شدت آن‌ها بیشتر شده است. علاوه بر این شاخص اندازه‌گیری میزان حوادث فرین‌های بارش نشان می‌دهد گرایش به سمت شرایط مرطوب‌تر با بارش سنگین کمک بیشتری به کسری بارش سالانه می‌کند. یکی از نتایج این تغییرات افزایش فراوانی و شدت سیل است که به تازگی در بیشتر مناطق تایلند مشهود است. اقلیم‌شناسان مطالعات پراکنده‌ای درباره ویژگی‌های رژیم بارشی ایران انجام داده‌اند.

مسعودیان و همکاران (۱۳۹۰) به پهنه‌بندی بارش غرب و شمال غرب ایران به روش تحلیل خوشه‌ای پرداختند. نتایج حاصل از تحلیل خوشه‌ای بر روی فواصل اقلیدسی به روش وارد نشان دادند که بر حسب مقدار و زمان دریافت بارش در منطقه موردنظر سه ناحیه بارشی وجود دارد. گیور و همکاران (۱۳۹۰)، به منظور شناسایی الگوهای زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر، از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی (pca) و تحلیل خوشه‌ای (CA) استفاده کرده‌اند. نتایج تحقیق نشان داد در سواحل جنوبی خزر، شش ناحیه همگن بارشی وجود دارد؛ به طوری که تغییرات نواحی میانی و همگنی نواحی در بخش‌های شرقی و غربی بیش‌تر است. عساکره و رزمی قلندری (۱۳۹۳) در مطالعه‌ای دیگر توزیع زمانی و رژیم بارش را در شمال غرب ایران مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که کم‌ترین ضریب تغییرات و بیشترین یکنواختی بارش در شمال شرق پهنه موردبررسی رخ می‌دهد. این بخش دارای رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب است و نشان می‌دهد سامانه‌های متنوع باران‌زایی در این بخش‌ها از بیشینه فعالیت برخوردارند. جهان‌بخش اصل و همکاران (۱۳۹۴) در مطالعه به بررسی توزیع زمانی و مکانی بارش در شهرستان تبریز با روش تحلیل خوشه‌ای پرداختند. نتایج پژوهش آنان نشان داد که شهرستان تبریز از لحاظ بارش به سه گروه مجزای بارش کم، متوسط، و زیاد تفکیک شدنی است. ناظری تهرودی و همکاران (۱۳۹۵) تحلیل روند تغییرات ایستگاهی و منطقه‌ای

متغیر در نظر گرفته شده، تعداد ۳۳ متغیر به‌عنوان متغیرهای مهم انتخاب کردند. سپس از این متغیرهای منتخب و روش‌های خوشه‌بندی واردی و فازی C-MEANS- جهت تقسیم ایستگاه‌ها استفاده گردید که این روش‌ها پنج ناحیه همگن را برای بارش کره جنوبی مشخص نمود.

عثمان^۱ و همکاران (۲۰۱۵)، جهت شناسایی الگوی بارش روزانه، از داده‌های بارش ۸۹ ایستگاه در کشور مالزی و روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی (PCA) استفاده کردند. شش مؤلفه اول ۵۳/۴۳ درصد واریانس کل، توسط روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی انتخاب گردیدند. نتایج نشان داد که مؤلفه‌های اول و دوم، مناطق شمال شرقی و جنوب غربی را که تحت بادهای موسمی هستند را شامل می‌گردند.

کارروالهو^۲ و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از اختلاف داده‌های حداقل و حداکثر دما و بارش روزانه، قاره اروپا را به کلاس‌ها مختلف تقسیم کردند. در این تحقیق از روش k-means با تعداد خوشه‌های متفاوت استفاده شد که در نهایت تعداد شش خوشه به‌عنوان بهترین تعداد خوشه تعیین گردید. نتایج نشان داد هریک از خوشه‌ها در یکی از سه پارامتر مورد استفاده دارای اختلاف معنی‌دار هستند.

می‌نی^۳ و همکاران (۲۰۱۶:۳۵۷) به بررسی تغییرات نوع بارش و انواع ابر در شرق رومانی (۱۹۶۱-۲۰۰۸) پرداختند. آنان به این نتیجه رسیدند که همه ایستگاه‌های حاضر روند کاهشی معناداری را در تعداد روزهای همراه با بارش در دوره گرم سال ارائه می‌دهند. چنانچه تغییرات در فراوانی روزهای همراه با انواع بارش رابطه معنی‌داری آماری را در کاهش روند غیر همرفتی (طبقه‌بندی) بارش باران، ژاله، بوران و بارش برف نشان می‌دهد؛ در صورتی که فراوانی بارش باران و بارش برف (بار همرفتی) در حال افزایش است. در مطالعه‌ای دیگر (لیم زاکول و سینگ راک^۴، ۲۰۱۶: ۳۱۴) به بررسی روندهای بلندمدت و تغییرپذیری

1. Othman and et al
2. Carvalho and et al
3. Manea and et al
5. Limsakul and Singhruck

مواد و روش تحقیق

منطقه مورد مطالعه: منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران در محدوده جغرافیایی ۴۰ درجه و ۳۶ دقیقه عرض شمالی و ۴۹ درجه و ۴۴ دقیقه طول شرقی واقع شده است (شکل ۱). از مهم‌ترین عوارض توپوگرافی این منطقه می‌توان به وجود کوهستان‌های سهند، سبلان، رشته‌کوه‌های ارسباران، بزقوش، میشو و امتداد رشته‌کوه زاگرس در غرب دریاچه ارومیه اشاره نمود. جلگه‌های تبریز، ارومیه، مغان و دشت‌های اردبیل، سراب و اهر مهم‌ترین مناطق پست ارتفاعی شمال غرب را تشکیل می‌دهند.

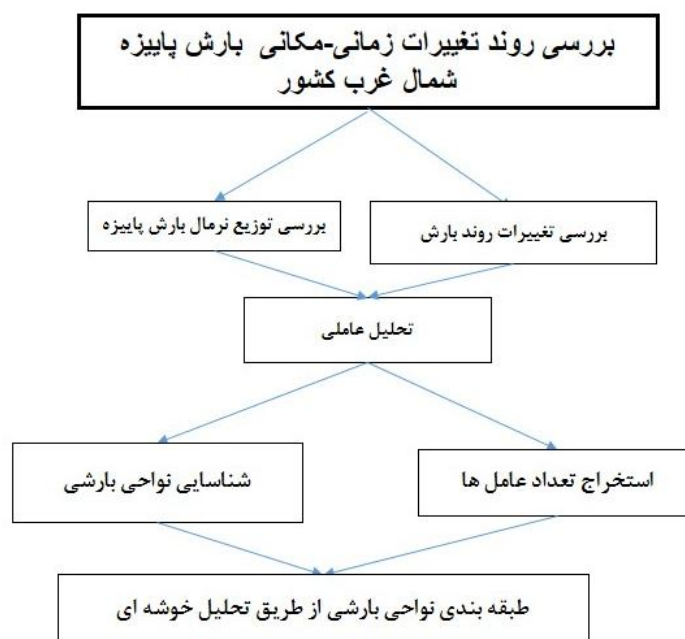
بارش نیم‌قرن اخیر کشور ایران را انجام دادند. جهت بررسی روند در مقیاس منطقه‌ای، از روش خوشه‌بندی فازی استفاده گردیده که طی آن ایستگاه‌های کشور به پنج خوشه اصلی تقسیم شده است. آماره من کنдал منطقه‌ای بیشترین روند کاهش بارش را در مناطق شمال غرب کشور تشخیص داده است.

لذا پهنه‌بندی اقلیمی بارش فصل پاییز (شناسایی پهنه‌هایی که دارای آب‌وهوای یکسانی باشند) جهت دستیابی به توسعه همه‌جانبه در ابعاد مختلف مکانی- زمانی ضروری می‌باشد. در این راستا شناختی از ویژگی‌ها و زمان بارش فصل پاییز امکان بهره‌برداری بهتر را فراهم می‌سازد

موقعیت منطقه مورد مطالعه در کشور



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در کشور



شکل ۲: روند نمای پژوهش

که در آن فرکانس نسبی تجمعی واقعی و F^{\wedge} فرکانس نسبی تجمعی مورد انتظار است. این آزمون بر اساس حداکثر فاصله و اختلاف عمودی بین EDF و منحنی تابع توزیع تجمعی نرمال (وقتی فرض صفر این است که تابع توزیع تجمعی مربوط به توزیع نرمال است) طراحی شده است. ابتدا مقادیر نمونه را مرتب و سپس تعریف کرده

رابطه (۲)

$$D^+ = \max_{i=1, \dots, n} \left[\frac{i}{n} - P_{(i)} \right]$$

$$D^- = \max_{i=1, \dots, N} \left[P_{(i)} - \frac{(i-1)}{n} \right]$$

$$D = \max(D^+, D^-)$$

$$\varphi \left(\frac{x_{(i)} - \bar{x}}{\sigma} \right)$$

در رابطه (۲)، D^+ و D^- به ترتیب، بزرگترین فاصله عمودی بالا و پایین منحنی تابع توزیع تجمعی نرمال هستند. آماره کولموگروف-اسمیرنوف را با نماد D نمایش داده می‌شود. فرض صفر (نرمال بودن داده‌ها) وقتی رد می‌شود که مقدار D از یک مقدار بحرانی انتخاب شده معین، تجاوز کند (دم بالایی). این مقادیر بحرانی در جداول معینی ارائه شده است. اما استفان با

در این مقاله با استفاده از ۳۰ توزیع آماری بر روی بارش روزانه ۱۸ ایستگاه سینوپتیک طی دوره آماری طولانی مدت ۱۹۸۹-۲۰۱۸ و بر اساس آزمون آماری کلموگروف-اسمیرنوف برحسب P-Value توزیع آماری برحسب ماه‌های فصل پاییز (ماهانه) برآزش شد و همچنین برای بررسی تغییرات روند از آزمون نا پارامتریک من-کندال شد. در ادامه از تحلیل عاملی در محیط نرم‌افزاری xlstat و تحلیل خوشه‌ای در محیط نرم‌افزاری MINITAB انجام شده است.

آزمون کلموگروف-اسمیرنوف: آزمون کلموگروف-اسمیرنوف یکی دیگر از آزمون‌هایی است که جهت سنجش تبعیت توزیع یک نمونه از توزیع خاص استفاده می‌شود. در رابطه (۱)، آماره این آزمون بیشترین اختلاف بین فرکانس‌های مورد انتظار و واقعی (به صورت قدر مطلق) اندازه‌گیری شده در دسته‌های مختلف می‌باشد.

$$D = \max |F(X) - F^{\wedge}(X)| \quad (1)$$

که در آن F^{\wedge} فرکانس نسبی تجمعی واقعی و F^{\wedge} فرکانس نسبی تجمعی مورد انتظار است رابطه (۱).

رابطه (۵)

$$\operatorname{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & \text{if } (x_i - x_j) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_i - x_j) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_i - x_j) < 0 \end{cases}$$

این فرمول رابطه (۵)، مقادیر منفی را از مقادیر مثبت برای همه اعداد کم می‌کند. برای نمونه‌های بزرگ ($N > 10$) این آزمون از توزیع نرمال (آماره Z) استفاده می‌کند. میانگین و واریانس از فرمول زیر به دست می‌آیند (رابطه ۶):

رابطه (۶)

$$E[S] = 0$$

$$\operatorname{Var}(S) = \frac{1}{18} [N(N-1)(2N+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-2)(2t_p+5)]$$

در این فرمول q تعداد اتصالات (صفر اختلاف بین مقادیر مقایسه‌ای) گروه‌هاست و t_p تعداد مقادیر اطلاعات در گروه p ام است. مقدار S و $\operatorname{VAR}(S)$ برای محاسبه آماره Z به صورت زیر استفاده می‌شود (رابطه ۷):

رابطه (۷)

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\operatorname{VAR}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\operatorname{VAR}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases}$$

مرحله نهایی، آزمون فرض است. فرض صفر بر عدم وجود روند و تصادفی بودن آن دلالت دارد. و بدین معنی است که Z آمار معنی‌داری نیست (برای مثال بارش حدی در منطقه وجود ندارد). زمانی این فرض تأیید می‌شود؛ که $-Za/2 < Z < Za/2$ باشد. مقادیر $Za/2$ انحراف نرمال استاندارد (Z جدول) است. فرض مقابل یا فرض یک بر وجود روند دلالت دارد و بدین معنی است که Z به لحاظ آماری معنی‌دار است. زمانی این فرض تأیید می‌شود که $Z < -Za/2$ باشد. بنابراین در پژوهش حاضر در برخی ایستگاه روند بعضی از شاخص بارش حدی مثبت (افزایشی) و در برخی دیگر از آن‌ها

ایجاد یک تغییر برای تمامی حجم نمونه‌ها، محدوده‌ای برای مقادیر بحرانی که بازه‌ای از نقاط معنی‌داری می‌باشد، جهت مرتفع ساختن نیاز به جدول، به دست آورد (رابطه ۳).

$$\text{رابطه (۳)} \quad D^* = D(\sqrt{n} - 0.01 + 0.85/\sqrt{n})$$

مقادیر بحرانی برای سطوح معنی‌داری ۰/۱، ۰/۰۵ و ۰/۰۱ به ترتیب ۰/۸۱۹، ۰/۸۹۵ و ۱/۰۳۵ هست. کاربرد آزمون کولموگروف - اسمیرنوف تنها برای مواردی است که توزیع فرض آزمون کاملاً مشخص باشد، یعنی هیچ پارامتر مجهولی که نیاز به برآورد از روی نمونه داشته باشد، وجود نداشته باشد. در بقیه مورد این آزمون محافظه کار است.

آزمون نا پارامتریک من کندال: در تحقیق جاری سعی شد تا تغییرات واکاوی الگوی پاییزه بارش با استفاده از روش روندیابی (۱۹۸۹-۲۰۱۸) بر اساس روش آماری نا پارامتری من-کندال توصیف شود. یادآور می‌گردد، از نقاط قوت روش من-کندال می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی که از توزیع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند، اشاره نمود. اثرپذیری ناچیز این روش از مقادیر حدی که در برخی از سری‌های زمانی مشاهده می‌گردند، از دیگر مزایای استفاده از این روش است. فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده‌ها دلالت دارد و پذیرش فرض یک دلیل بر وجود روند در سری داده‌ها است. مراحل محاسبه آماره این آزمون به شرح زیر است (کاشکی و همکاران، ۱۳۹۸: ۲۷۲):

الف- محاسبه اختلاف بین تک‌تک مشاهدات با همدیگر و اعمال تابع علامت و استخراج پارامتر S به شرح رابطه (۴) زیر می‌باشد.

رابطه (۴)

$$S = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \operatorname{sgn}(x_j - x_i)$$

در رابطه ۱ پارامتر n بیانگر تعداد مشاهدات سری و x و به ترتیب داده‌های زام و k ام سری می‌باشد. تابع علامت (sgn) نیز به شرح رابطه ۲ قابل محاسبه است

می‌توان به صورت ماتریس (رابطه ۹) زیر نوشت
(علیجانی، ۱۳۸۵:۱۸۰):

$$x_1 = \mu + L F + \varepsilon \quad \text{رابطه (۹)}$$

در این مدل X صفات قابل مشاهده و اندازه گیری، μ بردار میانگین صفات، L ماتریس ضرایب عامل‌ها، F عامل‌های مشترک تصادفی غیرقابل مشاهده و ε عوامل غیرقابل مشاهده تصادفی و اختصاصی است
(رابطه ۱۰):

رابطه (۱۰)

$$\begin{bmatrix} X_1 \\ X_2 \\ \vdots \\ X_p \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mu_1 \\ \mu_2 \\ \vdots \\ \mu_p \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} l_{11} l_{12} \dots l_{1m} \\ l_{21} l_{22} \dots l_{2m} \\ \vdots \\ l_{p1} \dots l_{pm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ f_m \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \vdots \\ \varepsilon_p \end{bmatrix}$$

F ها در تمام متغیرها مشترک هستند و به همین دلیل آن‌ها را عامل‌های مشترک می‌گویند عواملی که از راه حل‌های عاملی به دست می‌آیند در اکثر موارد قابل تفسیر نیستند برای اینکه تصور درستی از عامل‌ها به دست بیاید آن‌ها را می‌چرخانند چرخش را موقعی انجام می‌دهند که برای توصیف کامل داده‌ها یک عامل کافی نباشد و یا اینکه تفسیر و تفکیک بارگویه عامل‌ها به سادگی انجام نگیرد. به منظور به حداکثر رساندن واریانس بارگویه‌ها، هر یک عامل‌ها و تسهیل در تفسیر ساختار عاملی، محورهای عامل‌ها به وسیله دوران واریماکس چرخش داده شد. ضمن آن که نام گذاری عامل‌ها بر اساس بارگویه‌های عاملی دوران یافته صورت می‌گیرد (نصیری، ۱۳۸۷: ۲۱۸ و ۲۱۷).

تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی: در این روش گروه‌بندی مشاهدات بر اساس فاصله بین آن‌ها انجام می‌گیرد. یعنی مشاهداتی که از همدیگر فاصله کمتری دارند جزء یک گروه قرار می‌گیرند. هدف اصلی روش خوشه‌بندی، ایجاد گروه‌ها طبقاتی است که تنوع و تفرق درون گروهی آن‌ها کم‌تر از تفرق و پراکنش بین گروهی باشد. روش فاصله‌ای معمولاً برای گروه‌بندی‌های دو یا چند معیاری به کار می‌رود. در این روش برای تعیین فاصله اعضاء از یکدیگر از هندسه اقلیدسی استفاده می‌شود. طبق فاصله

منفی (کاهش) یا برخی دیگر فاقد روند هستند. در نتیجه، فرضیه‌ها در چنین مواردی دوطرفه انتخاب می‌شوند. همچنین سطح معنی‌داری در این پژوهش، $\alpha=0/05$ می‌باشد. بنابراین با توجه به دوطرفه بودن آزمون، مقدار Z جدول برابر $1/96$ خواهد بود (گان^۱، ۱۹۹۸).

تحلیل عاملی

هدف از انجام دادن تحلیل عاملی یافتن ترکیب‌هایی از p متغیر $x_1, x_2 \dots x_p$ برای ایجاد عامل‌های مستقل به منظور تشریح تغییرات موجود در داده‌هاست. مستقل بودن عامل‌ها به این معنی است که هر عامل جنبه متفاوتی از داده‌ها را اندازه می‌گیرد (مقدم و همکاران، ۱۳۷۳:۷۳). امتیاز این روش در این است که ضمن اینکه تعداد متغیرها را کاهش می‌دهد مقدار اولیه پراش موجود در داده‌های اصلی حفظ می‌کند. در اغلب موارد نتایج نهایی فرآیند تحلیل عاملی، به عنوان داده‌های اولیه روش خوشه‌بندی استفاده می‌شوند. هر قدر همبستگی داخلی بین متغیرها نزدیک تر باشد، تعداد عامل‌های پدید آمده کمتر خواهد بود. الگوی تحلیل عاملی به صورت زیر است (رابطه ۸):

رابطه (۸):

$$\begin{aligned} X_1 - \mu_1 &= e_{11}f_1 + e_{12}f_2 + \dots + e_{1m}f_m + \varepsilon_1 \\ X_2 - \mu_2 &= e_{21}f_1 + e_{22}f_2 + \dots + e_{2m}f_m + \varepsilon_2 \end{aligned}$$

$$x_p - \mu_p = e_{p1}f_1 + e_{p2}f_2 + \dots + e_{pm}f_m + \varepsilon_3$$

در رابطه (۸)، بردار تصادفی قابل مشاهده X با P

مؤلفه دارای میانگین μ و ماتریس کوواریانس Σ است. در الگوی عاملی فرض می‌شود که X وابسته خطی چند متغیر تصادفی غیرقابل مشاهده $F_1, 2, \dots, F_m$ است که به آن‌ها عوامل مشترک گویند و p منبع دیگر از متغیرهای $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3 \dots \varepsilon_p$ هستند. که خطا یا عوامل خاص نامیده می‌شوند. به عبارت دیگر μ_p میانگین صفات، f_m ها عامل مشترک، ε_p ها عامل اختصاصی و p تعداد متغیرها است. همین مدل را

بالا به تنه اصلی درخت ختم می‌شود. بر اساس تجمع شاخه‌ها، خوشه نهایی تعیین و سپس تمایز آن‌ها به وسیله روش‌های کمی سنجیده می‌شود.

نتایج و بحث

نتایج روندیابی داده‌های بارش: برای بررسی نرمال بودن داده‌های خام از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف استفاده شده است. همان‌طور که در جدول (۱) مشاهده می‌شود، مقدار P-Value این آزمون برای بعضی از ایستگاه‌ها کوچک‌تر از ۰/۰۵ شده پس فرض صفر H_0 مبنی بر این که بارش‌های مشاهده‌ی موردنظر توزیع نرمال دارند، رد می‌شود. همچنین مشاهده‌های مورد نظر طرح احتمال نرمال خوبی پوشش ندادند. چون بعضی داده‌های خام در آزمون کلموگروف-اسمیرنوف مورد تأیید قرار نگرفتند؛ لذا از آزمون روند نا پارامتریک من-کندال استفاده شده است (جدول ۲).

اقلیدسی بین نقاط مکانی یا زمانی، ماتریس فاصله‌ها حاصل می‌شود که بر اساس فاصله‌های این ماتریس، گروه‌های مکانی و زمانی تعیین می‌شود (علیجانی، ۱۳۸۵: ۱۷۳ و ۱۷۲). مقدار ضریب مربع فاصله اقلیدسی بین صفر و بی‌نهایت متغیر است؛ و فرمول آن به صورت زیر است (رابطه ۱۱):

$$E_{JK} = \sqrt{\sum n (X_{JK} - X_{ik})^2} \quad \text{رابطه (۱۱)}$$

که در آن E_{JK} فاصله بین مشاهده زام و k ام یک مجموعه از مشاهده‌ها است. X_{ij} مدار متغیر i ام روی عضو z ام بوده X_{ik} مقدار متغیر i ام روی عضو k ام بوده و n هم تعداد متغیرهای هر عضو است. در مرحله سوم، گروه‌ها به روش وارد باهم ادغام شدند و گروه‌بندی نهایی مشخص شد. در مرحله چهارم، دندروگرام (نمودار درختی) ترسیم شد. نتیجه نهایی فرایند خوشه‌بندی نمودار درخت خوشه‌بندی است که در پایین به تعداد مشاهدات شاخه دارد و به تدریج این شاخه‌ها به تناسب فاصله‌شان به همدیگر ملحق شده در

جدول ۱: بررسی نرمال بودن بارش فصل پاییز از طریق آزمون کلموگروف-اسمیرنوف

آزمون کلموگروف-اسمیرنوف								ایستگاه
سالانه		دسامبر		نوامبر		اکتبر		
P-value	ks	P-value	ks	P-value	ks	P-value	ks	
۰/۰۱۰	۰/۱۰۹	۰/۰۴۱	۰/۱۶۵	۰/۱۰۹	۰/۱۴۴	۰/۱۳۰	۰/۱۴۱	اهر
۰/۰۱۰	۰/۱۲۹	۰/۱۵۰	۰/۱۳۴	۰/۱۰۹	۰/۱۴۴	۰/۰۲۱	۰/۱۷۹	اردبیل
۰/۰۱۰	۰/۱۱۷	۰/۱۵۰	۰/۰۸۲	۰/۰۷۰	۰/۱۵۴	۰/۰۱۰	۰/۲۱۳	بیجار
۰/۰۱۰	۰/۱۲۸	۰/۰۱۰	۰/۱۹۷	۰/۱۵۰	۰/۱۱۹	۰/۱۵۰	۰/۱۱۱	جلفا
۰/۰۱۰	۰/۱۳۷	۰/۰۱۰	۰/۲۲۹	۰/۱۵۰	۰/۱۲۸	۰/۱۱۹	۰/۱۴۳	خلخال
۰/۰۱۰	۰/۱۵۶	۰/۱۲۰	۰/۱۴۳	۰/۰۳۶	۰/۱۶۹	۰/۰۱۰	۰/۱۸۸	خوی
۰/۰۱۰	۰/۱۷۸	۰/۰۱۰	۰/۱۸۸	۰/۰۲۸	۰/۱۷۵	۰/۰۱۰	۰/۱۹۸	مهاباد
۰/۰۱۰	۰/۱۴۸	۰/۰۳۴	۰/۱۷۰	۰/۰۳۴	۰/۱۷۰	۰/۰۳۰	۰/۱۷۳	ماکو
۰/۰۱۰	۰/۱۴۳	۰/۰۲۵	۰/۱۷۷	۰/۰۸۷	۰/۱۴۹	۰/۰۱۰	۰/۲۴۶	مراغه
۰/۰۱۰	۰/۱۳۲	۰/۰۸۸	۰/۱۴۹	۰/۰۲۵	۰/۱۷۷	۰/۰۱۷	۰/۱۸۱	میانه
۰/۰۱۰	۰/۱۲۵	۰/۱۵۰	۰/۰۸۵	۰/۰۷۲	۰/۱۵۳	۰/۰۱۰	۰/۲۱۳	سنندج
۰/۰۱۰	۰/۱۳۵	۰/۰۱۰	۰/۲۲۹	۰/۰۳۲	۰/۱۷۲	۰/۱۵۰	۰/۱۳۷	تکاب
۰/۰۱۰	۰/۱۵۶	۰/۰۱۰	۰/۱۹۷	۰/۰۲۳	۰/۱۷۲	۰/۰۱۰	۰/۲۴۲	زرینه
۰/۰۱۰	۰/۱۵۴	۰/۰۸۹	۰/۱۴۹	۰/۰۱۰	۰/۱۸۹	۰/۰۹۰	۰/۱۴۸	تبریز
۰/۰۱۰	۰/۱۷۸	۰/۰۵۱	۰/۱۵۹	۰/۱۰۰	۰/۱۴۶	۰/۰۱۰	۰/۲۷۷	ارومیه
۰/۰۱۰	۰/۱۲۹	۰/۰۵۱	۰/۱۵۹	۰/۰۳۴	۰/۱۷۱	۰/۱۰۷	۰/۱۴۵	زنجان
۰/۰۱۰	۰/۱۲۷	۰/۰۹۲	۰/۱۴۸	۰/۱۵۰	۰/۱۲۲	۰/۰۵۲	۰/۱۵۹	سراب
۰/۰۱۰	۰/۱۱۰	۰/۱۵۰	۰/۱۱۲	۰/۱۵۰	۰/۱۱۳	۰/۰۱۰	۰/۱۸۷	پیرانشهر

کاهش می‌باشد. بارش ایستگاه‌های بیجار، جلفا، تبریز و زنجان در ماه نوامبر دارای آهنگ افزایشی بیشتر از یک درصد به خود تعلق گرفته است. در ماه دسامبر مراغه، تبریز و سنندج دارای روند کاهش بارش‌های پاییزه در سطح ۹۰٪ می‌باشد.

معنی‌داری آماره آزمون من-کندال در سطح $a=0/01$ ، $a=0/01$ و $a=0/05$ به ترتیب برابر با فاصله اطمینان ۰/۹۹، ۰/۹۰ و ۰/۹۵ برای سری زمانی مجموع بارش در پیمونگاه شمال غرب در ماه‌ها (اکتبر، نوامبر و دسامبر) و سالانه فصل پاییز محاسبه شده و در جدول (۲) قرار گرفت. در ماه اکتبر ایستگاه‌های اهر، بیجار، مهاباد، مراغه، تکاب و سنندج روند

جدول ۲: مقادیر آماره‌های Z و P-Value برای ایستگاه‌های شمال غرب در فصل پاییز

ایستگاه	آزمون ناپامترایک من کندال							
	سالانه		دسامبر		نوامبر		اکتبر	
	P-value	Z	P-value	Z	P-value	Z	P-value	Z
اهر	۰/۹۲۲	-۱/۴۲	۰/۷۶۲	-۰/۷۱۳	۰/۲۳۷	۰/۷۱۳	۰/۸۰۴	-۰/۸۵۶
اردبیل	۰/۸۳۴	-۰/۹۷۲	۰/۸۱۳	-۰/۸۹۲	۰/۲۳۷	۰/۷۱۳	۰/۴۰۱	۰/۲۴۹
بیجار	۰/۰۱	**۲/۲۷۹	۰/۴۴۳	-۰/۱۴۲	۰/۰۷۱	۱/۴۶۲	۰/۵۵۶	-۰/۱۴۲
جلفا	۰/۰۲	**۲/۰۲۸	۰/۵۴۲	-۰/۱۰۷	۰/۱۲۷	۱/۱۳۶	۰/۳۰۸	۰/۴۹۹
خلخال	۰/۶۷۴	-۰/۴۵۳	۰/۶۹۷	-۰/۵۱۷	۰/۵	۰	۰/۳۶۰	۰/۳۵۶
خوی	۰/۳۵۹	-۰/۶۴۴	۰/۶۱۲	-۰/۲۸۵	۰/۶۹۱	-۰/۴۹۹	۰/۲۸۴	۰/۵۷۰
مهاباد	۰/۰۵	۱/۵۷۸	۰/۶۷۸	۰/۴۶۳	۰/۲۴۸	۰/۶۷۷	۰/۵۶۳	-۰/۱۶۰
ماکو	۰/۰۱۱	**۲/۲۸۹	۰/۷۷۳	-۰/۷۴۹	۰/۵۹۸	-۰/۲۴۹	۰/۰۹	۱/۳۲۰
مراغه	۰/۱۰۴	۱/۲۵۴	۰/۰۴۳	*۱/۷۱۲	۰/۶۶۵	-۰/۴۲۸	۰/۶۴۶	-۰/۳۷۴
میانه	۰/۰۸	۱/۳۹۰	۰/۳۹۰	-۰/۵۵۳	۰/۳۲۱	۰/۴۶۴	۰/۴۷۸	۰/۰۵۳
سنندج	۰/۰۸	۱/۳۹۰	۰/۰۵	*۱/۶۴۱	۰/۱۶۳	۰/۹۸۱	۰/۵۷۷	-۰/۱۹۶
تکاب	۰/۰۱	**۲/۳۱۷	۰/۲۷۲	۰/۶۰۶	۰/۱۵۸	۰/۹۹۹	۰/۶۲۵	-۰/۳۲۱
زرینه	۰/۲۰۹	۰/۸۰۸	۰/۱۹۵	-۰/۸۵۶	۰/۲۷۲	۰/۶۰۶	۰/۳۲۱	۰/۴۶۳
تبریز	۰/۰۱	**۲/۱۶۸	۰/۰۳۵	۱/۸۰۲	۰/۰۲	**۱/۹۰۹	۰/۱۶۳	۰/۹۸۱
ارومیه	۰/۰۱۵	**۲/۱۶۸	۰/۷۳۹	-۰/۶۴۲	۰/۶۳۹	۰/۳۵۶	۰/۳۱۴	۰/۴۸۱
زنجان	۰/۰۴	*۱/۶۶۲	۰/۵۸۴	-۰/۲۱۴	۰/۰۷۴	۱/۴۴۵	۰/۲۳۷	۰/۷۱۳
سراب	۰/۰۹۴	-۱/۳۰۶	۰/۱۹۵	۰/۸۵۶	۰/۳۸۷	۰/۲۸۵	۰/۲۲۶	۰/۷۴۹
پیرانشهر	۰/۰۰۱	**۲/۹۹	۰/۲۵۴	۰/۶۶۰	۰/۴۸۵	۰/۰۳۵	۰/۱۸۶	۰/۸۹۲

علامت * بیانگر وجود در سطح اطمینان ۹۰ درصد (حداقل بین ۱/۹۶ - ۱/۶۵)، علامت ** میزان روند در سطح اطمینان ۹۵ درصد (۲/۵۷ - ۱/۹۶) و همچنین علامت *** میزان روند در سطح اطمینان ۹۹ درصد (بیش از ۲/۵۷) را نشان می‌دهد.

منحصره‌فردی که با یک عامل معین استخراج شده، تبیین می‌شود. منطق استفاده از معیار ویژه، آن است که مقدار واریانس مشترک تبیین شده توسط یک عامل، باید حداقل برابر با واریانس تبیین شده توسط یک متغیر (واریانس منحصره‌فرد) باشد تا بتوان آن عامل را مورد تفسیر قرارداد.

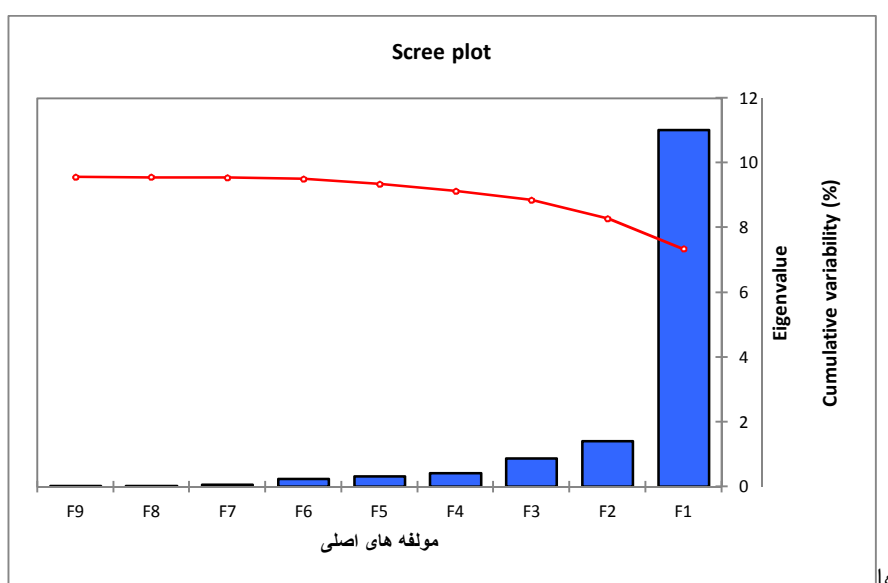
بررسی وضعیت بارش‌های پاییزه بر اساس روش تحلیل عاملی: تنها عامل‌های برخوردار از مقادیر ویژه برابر با هفت یا بزرگ‌تر از آن، با معنی در نظر گرفته شده و عامل‌هایی که دارای مقادیر ویژه کوچک‌تر از هفت هستند، کنار گذاشته می‌شوند. مقدار ویژه نسبی است بین واریانس مشترک و واریانس خاص یا

جدول ۳: ویژه مقدار و درصد واریانس توجیه شده در آنالیز مؤلفه‌های اصلی در دوره آماری (۱۹۸۹-۲۰۱۸)

F9	F8	F7	F6	F5	F4	F3	F2	F1	توضیحات
۰/۰۰۹	۰/۰۱۴	۰/۰۶۶	۰/۲۳۶	۰/۳۲۱	۰/۴۱۴	۰/۸۶۶	۱/۴۰۷	۱۱/۰۱۰	ویژه مقدار
۰/۰۴۸	۰/۰۷۵	۰/۳۶۷	۰/۳۰۹	۱/۷۸۴	۲/۳۰۰	۴/۸۱۱	۷/۸۱۸	۶۱/۱۶۶	واریانس (درصد)
۷۹/۶۷۶	۷۹/۶۳۹	۷۹/۵۵۴	۷۹/۱۸۷	۷۷/۸۷۸	۷۳/۰۹۵	۶۸/۹۸۴	۶۸/۹۸۴	۶۱/۱۶۶	واریانس جمعی (درصد)

می‌شود. چنانچه مشاهده می‌شود مؤلفه اول و دوم شیب تندی را دارند. درحالی‌که از مؤلفه ششم به بعد شیب مؤلفه‌ها ملایم‌تر شده و در انتها تبدیل به خط مستقیم می‌شود. نقطه عطف نمودار محل تفکیک ارزش‌های واقعی و خطاست.

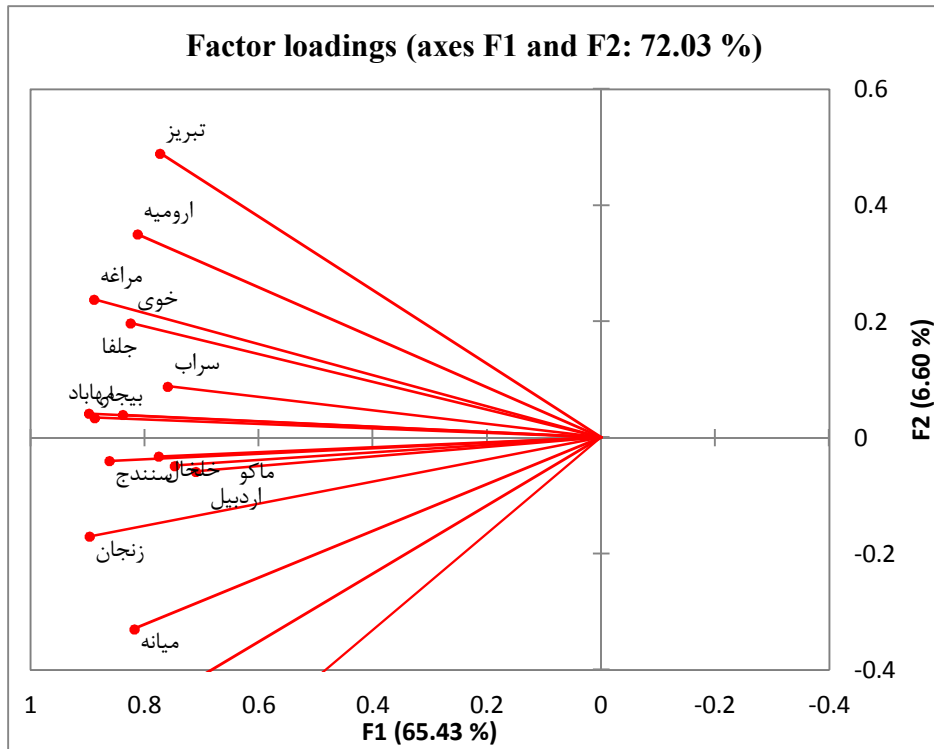
نمودار (۳)، آزمون نمودار شیب‌دار یا نمودار سنگ‌ریز ممتد از واریانس کل تبیین شده به‌وسیله هر متغیر را در ارتباط با سایر متغیرها نشان می‌دهد. چنان‌که دیده می‌شود، عامل‌های بزرگ در بالا و سایر عامل‌ها با شیبی تدریجی در کنار هم نشان داده



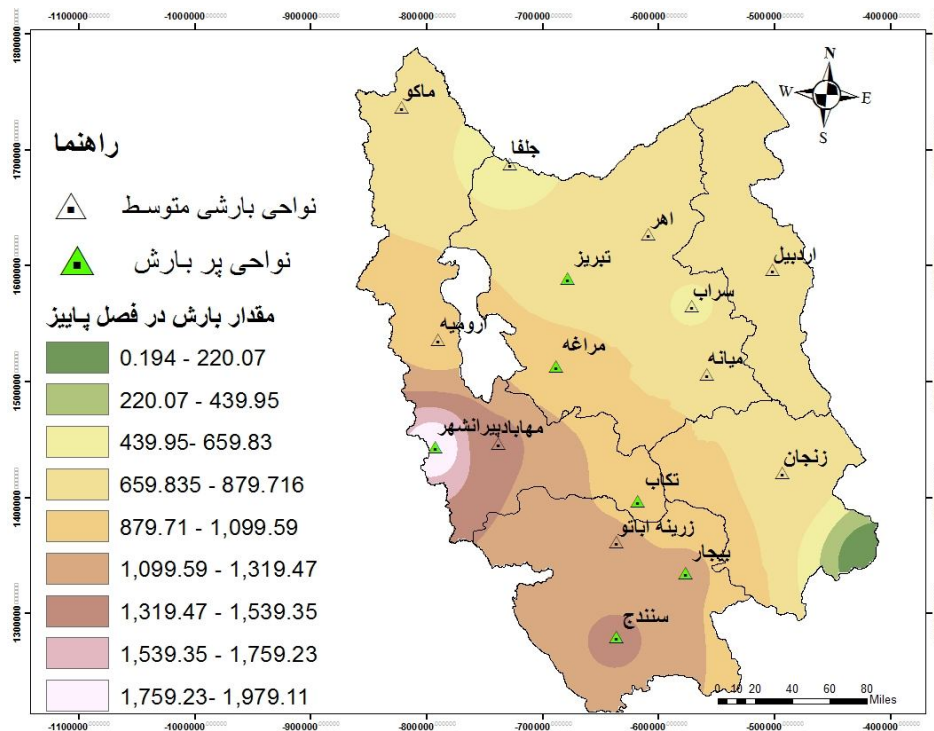
شکل ۳: نمودار سنگ‌ریز ممتد مؤلفه‌های اصلی مشخصات بارش در دوره آماری (۱۹۸۹-۲۰۱۸)

پراکندگی باقی‌مانده از مجموعه‌ی اصلی که عامل اول آن‌ها در نظر نگرفته است، نقش اساس دارد که به همین صورت برای دیگر متغیر بارش ایستگاه‌ها و پراکندگی‌ها می‌توان تحلیل کرد. در ادامه تحلیل عاملی بر روی ماتریس گرایش مرکزی و پراکندگی متغیر بارش‌های فصل پاییز نشان می‌دهد به‌طوری‌که عامل اول ۶۶/۱۶ درصد و عامل دوم ۷/۸۱۸ درصد از واریانس توضیح می‌دهند.

با توجه به نمودار (۴)، نمایانگر ضرایب همبستگی بین عامل‌ها و متغیرهای اولیه است. این ضرایب، اهمیت متغیر بارش را در میزان پراکندگی در نظر گرفته شده در محاسبه F نشان می‌دهد. همبستگی بالا بین متغیر بارش و عامل اول، نشان‌دهنده‌ی این است که این متغیر در جهت حداکثر پراکندگی مجموعه داده‌ها است. همبستگی بسیار بالای متغیر بارش با عامل دوم نشان‌دهنده این است که متغیر یادشده در



نمودار ۴: موقعیت ایستگاهها با توجه به فاکتور اول و دوم از تجزیه تحلیل عاملی



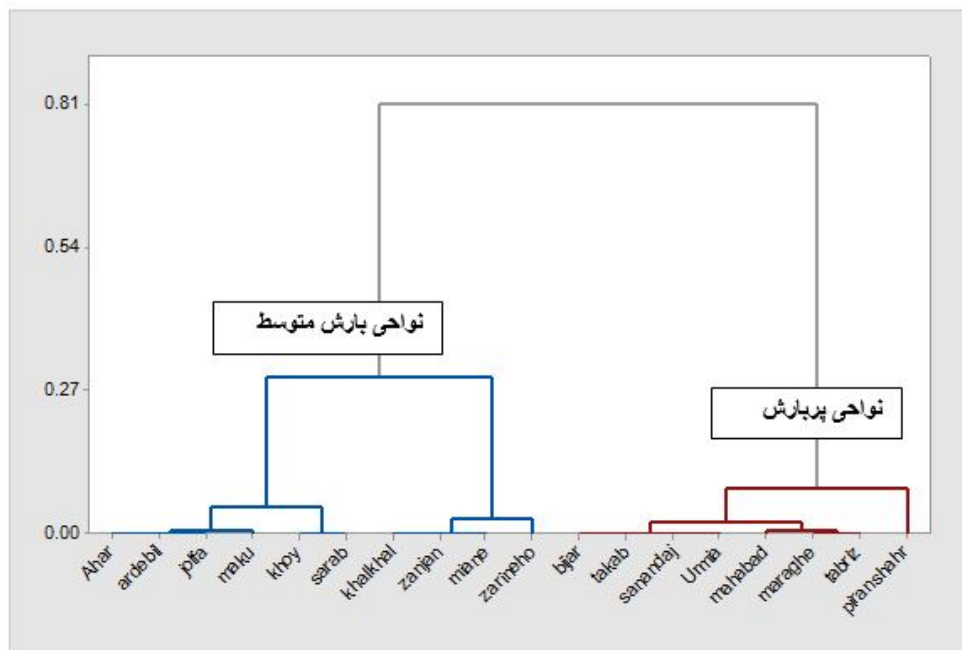
شکل ۵: نقشه توزیع بارش (بر حسب میلی‌متر) فصلی پاییز و نواحی بارشی شمال غرب ایران

می‌کند یا نه؟ با توجه به این نمودار و مقایسه موقعیت ایستگاه‌های آن و گروه‌بندی وارد می‌توان نتیجه گرفت که نتایج حاصل از روش به مؤلفه‌های اصلی،

از مقایسه نمودار (۴) و نندروگرام حاصل از روش وارد می‌توان به این سؤال پاسخ داد که آیا این نمودار، خوشه‌بندی ایستگاه‌ها را با استفاده از روش وارد تأیید

از بخش نواحی پربارش و بارش متوسط شکل (۵) و نمودار (۶).

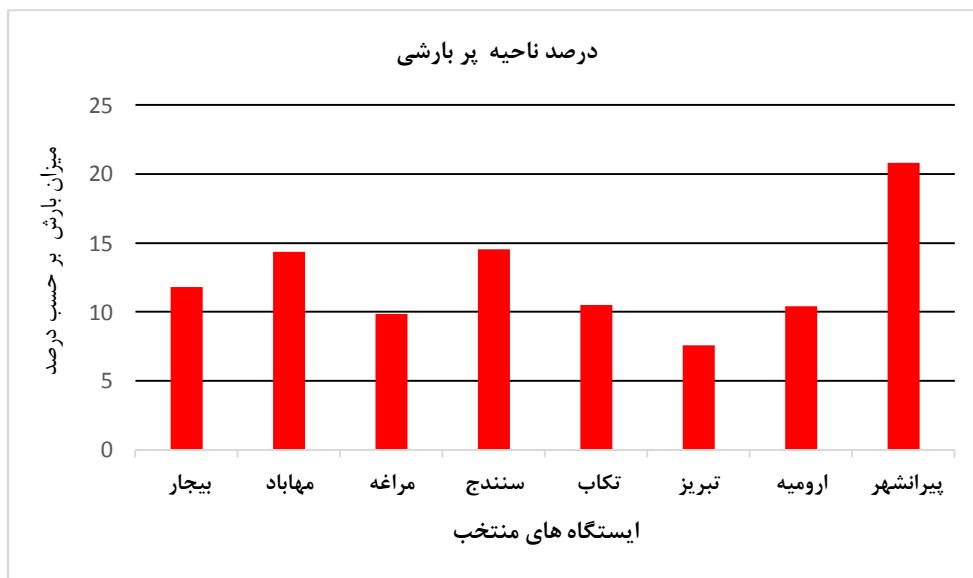
گروه‌بندی ایستگاه‌ها را مورد تأیید قرار می‌دهد. منطقه شمال غرب کشور را از دیدگاه زمان و دریافت بارش در فصل پاییز می‌توان به دو بخش تقسیم کرد. عبارت



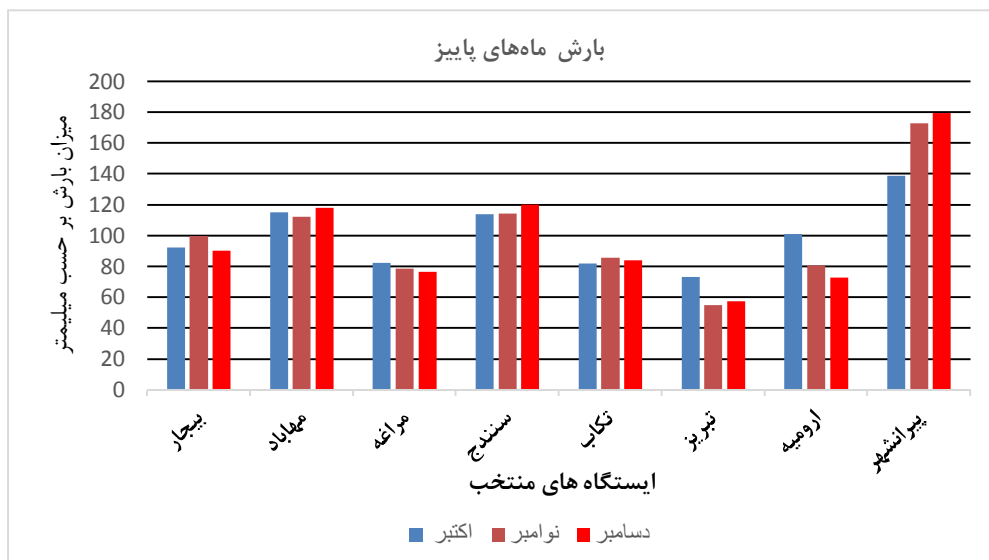
نمودار درختی ۶: خوشه‌بندی بارش پاییزه ایستگاه‌ها بر اساس تحلیل عاملی

بارش پاییزه مربوط به ایستگاه تبریز ۶۰/۷۲ میلی‌متر می‌باشد نمودار (۷). روند بارش در ایستگاه‌های تبریز، پیرانشهر، بیجار و ارومیه دارای نرخ رشد افزایشی بیشتر از ۲ درصدی و در حالی ایستگاه‌های مراغه، مهاباد و سنندج دارای آهنگ افزایشی یک‌درصدی می‌باشد جدول (۲). بارش این قلمرو حدود ۶۱/۶۸۸ درصد پراش بارش ماهانه فصل پاییز را تبیین می‌کند. می‌توان گفت این قلمرو بر روی دستگاه‌های باران‌زا کمربند کوهستانی زاگرس، سهند و ارسباران است که به‌صورت نواری باریکی از قسمت‌های شمالی تا جنوبی منطقه مورد نظر کشیده است.

نواحی پربارشی پاییزه: شکل (۵) توزیع بارش فصلی و نواحی بارشی در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. میانگین بارش فصل پاییز در این گروه ۱۱۸۸/۱۹ میلی‌متر است که شامل ایستگاه‌های بیجار، مهاباد، مراغه، سنندج، تکاب، تبریز، ارومیه و پیرانشهر می‌باشد. از لحاظ پراکنش زمانی بیشترین بارش این گروه در ماه نوامبر با میزان ۱۳۹۸/۰۸۴ میلی‌متر و کمترین در ماه اکتبر با میزان ۹۰۸/۳۳۸ میلی‌متر اتفاق می‌افتد. بیشترین سهم بارش پاییزه از کل بارش منطقه مورد در این گروه متعلق به ایستگاه پیرانشهر با میزان ۱۶۶/۵۹ میلی‌متر و همچنین کمترین سهم



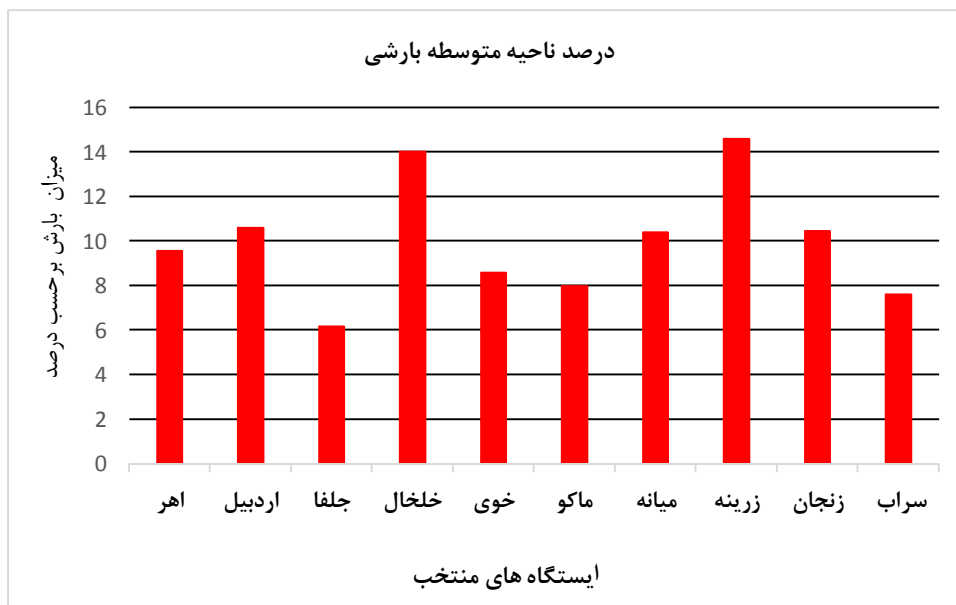
نمودار ۷: درصد بارش روزانه پاییزه در نواحی پر بارش



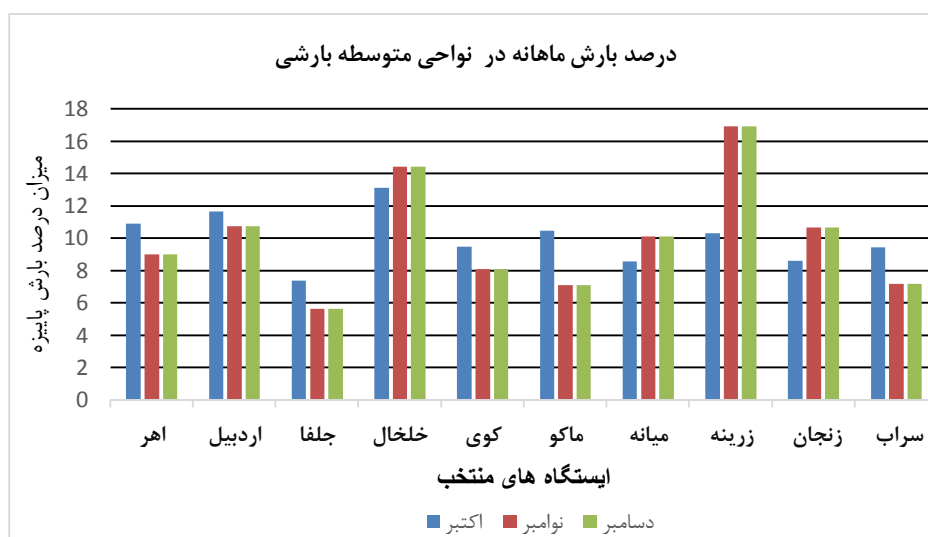
نمودار ۸: بارش ماهانه پاییز در نواحی پر بارش بر حسب میلی متر

نمودار (۱۰). بیشترین سهم بارش پاییزه از کل بارش منطقه مورد در این بخش متعلق به ایستگاه زرینه با میزان ۱۴/۵۸ درصد و همچنین کمترین سهم بارش پاییزه مربوط به ایستگاه جلفا ۶/۷۱ درصد می باشد نمودار (۹). آهنگ بارش پاییزه سالانه در این بخش در ایستگاه های جلفا و خلخال دارای نرخ رشد کاهشی بیشتر از ۲ درصدی و در حالی ایستگاه های اهر، اردبیل، خوی، میانه زنجان و سراب آهنگ رشد بالای یک درصد دارا می باشد جدول (۲).

نواحی بارشی متوسطه پاییزه: مجموع بارش این بخش ۷۹۳/۲۴ میلی متر است. این گروه از لحاظ مکانی شامل ایستگاه های اهر، اردبیل، جلفا، خلخال، خوی، ماکو، میانه، زرینه، زنجان و سراب می باشد شکل (۶). از لحاظ پراکنش زمانی کمترین سهم درصد بارش ماهانه فصل پاییز، ایستگاه جلفا در ماه های اکتبر (۷/۴)، نوامبر (۵/۶) و دسامبر (۵/۴) در حالی بیشترین سهم بارش ماهانه در ایستگاه زرینه در ماه های دسامبر (۱۶/۴۶) و نوامبر (۱۶/۹۴) درصد می باشد



نمودار ۹: درصد بارش روزانه پاییزه در نواحی متوسطه بارش برحسب میلی‌متر



نمودار ۱۰: درصد بارش ماه‌های پاییز در نواحی متوسطه بارش برحسب میلی‌متر

شرایط بارشی فصل پاییز منطقه ارائه کنند. برخی از یافته‌های اصلی این تحقیق عبارت‌اند از: از تحلیل در برون‌داد آزمون کولموگروف-اسمیرنوف بر روی بارش‌های فصل پاییز نشان داد مقدار P-Value این آزمون به‌خصوص بارش سالانه فصل پاییز برای در همه ایستگاه‌ها مورد نظر کوچک‌تر از ۰/۰۵ شده پس فرض صفر H_0 مبنی بر این‌که بارش‌های مشاهده مورد نظر توزیع نرمال دارند، رد می‌شود. بنابراین از آزمون نا پارامتریک من-کنندال جهت مشخص نمودن معنی‌داری بارش فصل پاییز شمال غرب استفاده شده

نتیجه‌گیری

شناخت ویژگی‌های بارش عنصر سرکش جوی، اهمیت بسزایی برای بسیاری از طرح‌های عمرانی، برنامه‌ریزی‌ها و فعالیت‌های کشاورزی دارد. بنابراین هرگونه تغییر معنی‌دار آماری در این عنصر می‌تواند تأثیرات منفی اجتناب‌ناپذیری بر روی منابع طبیعی به‌ویژه ذخایر آب قابل استحصال تحمیل نماید. به‌طور کلی، رویدادهای بارشی ابزاری مناسب برای تحلیل‌های آماری و تحلیل‌های مکانی و زمانی با رویکرد هم‌دید هستند که می‌توانند شناخت خوبی از

بارش پاییزه از کل بارش منطقه مورد در این بخش متعلق به ایستگاه زرینه با میزان ۱۴۵/۸۴ درصد و همچنین کمترین سهم بارش پاییزه مربوط به ایستگاه جلفا ۶۱/۷۱ درصد می‌باشد.

تفاوت‌های مکانی روند بارش‌های فرین را باید در اثرات ناشی از تغییر اقلیم جستجو کرد. در واقع اثر تغییر اقلیم در ویژگی‌های مکانی و زمانی بارش مناطق و رخداد‌های فرین مرتبط با آن، نمایان می‌شود و تغییر الگوها، شدت، فراوانی و مقادیر بارش‌ها از پیامدهای مهم آن می‌باشد. علاوه بر این، تغییرات رفتار سامانه‌های همدید مؤثر بر بارش ایران، به اعتقاد مسعودیان دارنند (۱۳۹۲)، دلیل احتمالی ناهنجاری‌های مقدار و شدت بارش در ایران محسوب می‌شود.

است. با استفاده از تحلیل عاملی مدل مؤلفه‌های مبنا، بر روی مقادیر بارش فصل پاییز نشان می‌دهد که نزدیک ۶۸/۶۶ درصد پراش بارش با دو عامل تبیین می‌شود. به بیان دیگر دو سازوکار اصلی در شکل‌گیری بارش‌های پاییز نقش دارند. شناسایی نواحی بارشی فصل پاییز با استفاده از تحلیل خوشه‌ای ادغامی وارد بر روی نمرات عاملی نشان داد که منطقه مورد مطالعه دارای دو قلمرو بارشی اقلیمی فصل پاییز است نواحی اقلیمی بارشی منطقه مورد مطالعه عبارت‌اند از: نواحی پربارش و نواحی بارشی متوسط. بیشترین سهم بارش پاییزه از کل بارش منطقه مورد در نواحی پربارش متعلق به ایستگاه پیرانشهر با میزان ۱۶۶/۵۹ درصد و همچنین کمترین سهم بارش پاییزه مربوط به ایستگاه تبریز ۶۰/۷۲ درصد می‌باشد. این در حالی هست در قلمرو نواحی بارشی متوسط بیشترین سهم

منابع

- جهانبخش اصل، سعید، ذوالفقاری، حسن. (۱۳۸۱). بررسی الگوهای سینوپتیک بارش‌های روزانه در غرب ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۳-۶۴، ص ۲۵۸-۲۳۴.
- جهانبخش اصل، سعید، بیاتی خطیبی، مریم. فرشی فروغ، جواد. (۱۳۷۸). تجزیه و تحلیل سینوپتیکی بارش‌های شمال غرب ایران، نشریه دانش کشاورزی، دانشگاه تبریز، شماره ۱، ص ۶۹-۵۵.
- حجازیزاده، زهرا. (۱۳۷۹). بررسی عوامل سینوپتیکی توفان‌های توأم با رعدوبرق در غرب ایران، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه تهران، شماره‌های ۲۸ و ۲۹، صص ۱-۱۷.
- دارند، محمد. (۱۳۹۷). پایش مکانی تداوم بارش در استان کردستان، جغرافیا توسعه، شماره ۵۲، صص ۲۶۶-۲۴۷.
- رسولی، علی اکبر. (۱۳۷۴). توزیع آماری بارش‌های روزانه آذربایجان، مجموعه مقالات هفتمین کنگره جغرافیایی ایران، جلد دوم، دانشگاه تهران، صص ۱۴۰-۱۲۱.
- عساکره، حسین، رمزی قلندری، رباب. (۱۳۹۳). توزیع زمانی و رژیم در شمال غرب ایران، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۱۲، صص ۱۴۵-۱۶۰.
- علیجانی، بهلول. (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران، صص ۱۷۳-۱۷۲.
- غیور، حسنعلی، مسعودیان، سید ابوالفضل، آزادی مجید، نوری، حمید. (۱۳۹۰). تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۰۰، صص ۱ تا ۳۰.
- کاشکی، عبدالرضا، حسینی، سیدمحمد، خرم‌آبادی، فرحناز. (۱۳۹۸). واکاوی زمانی- مکانی درجه روز سرمایشی در شمال شرق ایران، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۶۷، صص ۲۸۶-۲۶۳.
- مسعودیان، سید ابوالفضل، دارند، محمد، کارساز، سکینه. (۱۳۹۰). پهنه‌بندی بارش غرب و شمال غرب به روش تحلیل خوشه‌ای، جغرافیای طبیعی، شماره ۱۱، صص ۳۵-۴۴.
- مقدم، محمد، سیدابوالقاسم، محمدی، آقایی، مصطفی. (۱۳۷۳). آشنایی با روش‌های آماری چند متغیره، پاپ اول، انتشارات پیش‌تاز علم تبریز.
- ناظری تهرودی، خلیلی، کیوان، احمدی، فرشاد. (۱۳۹۵). تحلیل روند تغییرات و منطقه‌ای بارش نیم‌قرن اخیر کشور ایران، نشریه آب‌و خاک، شماره ۲، صص ۶۵۴-۶۴۳.

- change points in hot and cold arid regions of India. *Hydrological Sciences Journal*, 62(7), 1050–1066
21. Manea, A., Birsan, M., Tudorache, G., Cărbunaru, F. and Changes, A. (2016). Changes in the type of precipitation and associated cloud types in Eastern Romania (1961–2008), *Atmospheric Research*, 169: 357-365.
22. Nam, W., Shin, H., Jung, Y., Joo, K. and Heo, J.H. 2015. Delineation of the climatic rainfall regions of South Korea based on a multivariate analysis and regional rainfall frequency analyses. *International Journal of Climatology* 35(5): 777-793.
23. Nnaji, C.C., Mama, C.N. and Ukpabi, O. (2016). Hierarchical analysis of rainfall variability across Nigeria. *Theoretical and Applied Climatology*, 123(1–2), 171–184
24. Othman, M., Ash'aari, Z.H. and Mohamad, N.D. 2015. Long-term daily rainfall pattern recognition: Application of principal component analysis. *Procedia Environmental Sciences*, 30: 127-132
25. Zhang, Q., Chen, X., and Stefan, B. 2011. Spatio-Temporal Variations of Precipitation Extremes in the Yangtze River Basin (1960-2002). *China, Atmospheric and Climate Sciences*, 1: 1-8.
۱۳. نصرآبادی، اسماعیل. (۱۳۹۳). واکاوی تغییر توزیع فراوانی بارش روزانه پایگاه آفرودیت در ایران، پژوهشی اطلاعات جغرافیایی، دوره ۲۳، شماره ۹۲، صص ۶۸-۷۹.
۱۴. نصیری، رسول. (۱۳۸۷). آموزش گام‌به‌گام Spss، چاپ اول، انتشارات نشر گستر، تهران.
15. Carvalho, M.J., Melo-Gonçalves, P., Teixeira J.C. and Rocha, A. 2016. Regionalization of Europe based on a K-Means Cluster Analysis of the climate change of temperatures and precipitation. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 94: 22-28.
16. Darand, M. and Daneshvar, M.R.M. (2014). Regionalization of precipitation regimes in Iran using principal component analysis and hierarchical clustering analysis. *Environmental Processes*, 1, 517–532.
17. Gan, T. (1998). Hydro climatic trend and possible climatic warming in the Canadian prairies, *Water Resource Research*, 34 (11): 3009-3015.
18. Limsakul, A. and Singhruck, P. (2016). Long-term trends and variability of total and extreme precipitation in Thailand, *Atmospheric Research*, 169: 301-317.
19. Lin, G.-F., Chang, M.J. and Wu, J.T. (2017). A hybrid statistical downscaling method based on the classification of rainfall patterns. *Water Management*, 31(1): 377–401.
20. Machiwal, D., Dayal, D. and Kumar, S. (2017). Long-term rainfall trends and